

Vom Holozän zum Anthropozän

Fakten und Fragen zu 10'000 Jahren

Klima- und Menschheitsgeschichte

Ich bedanke mich bei der Humboldt-Universität zu Berlin ganz herzlich für diese große Ehre! Mit Ehrfurcht verneige ich mich auch vor den Gebrüdern Humboldt, die mit unterschiedlichen Talenten viel Unvergängliches geschaffen haben. In die Gedanken meiner Anerkennung sind ebenso meine Forschungsgruppe, meine Kolleginnen und Kollegen in vielen Instituten weltweit, und besonders meine Familie einzuschließen. Meine Verbundenheit zu Ihrer Universität wird mit dem heutigen Tag durch ein weiteres, für mich unvergessliches Band erweitert.

Der Titel meiner Ausführungen ist vielleicht etwas hoch gegriffen. Ich möchte trotzdem versuchen, nicht nur den Übergang vom ausschließlich naturbestimmten zum menscheinflussten Klimawandel unserer jetzigen Warmzeit zu betrachten. Am Schluss soll auch die Frage gestellt werden, ob und wie unsere Gesellschaften auf diesen Klimawandel reagiert haben könnten. Dabei möchte ich mich vor der Gefahr hüten, einem expliziten Klimadeterminismus zu verfallen.

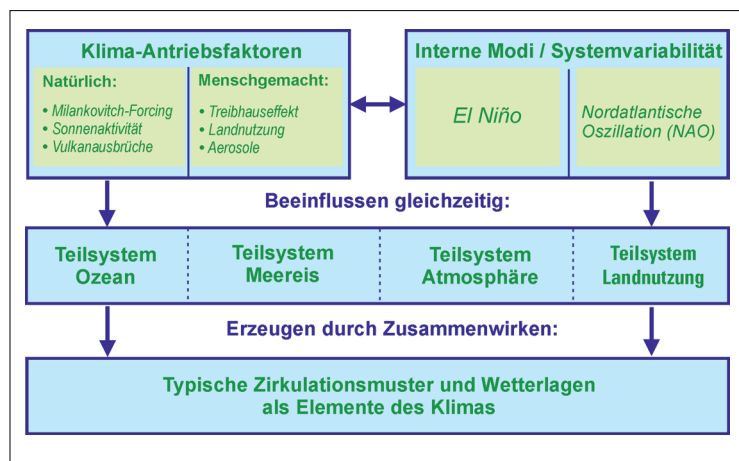
1. Einleitung

Die Diskussion um den menschengemachten Klimawandel und der Ausbau der Instrumente der experimentellen Forschung, aber auch die wachsenden Möglichkeiten der Simulation mit Supercomputern, haben dazu beigetragen, dass die komplexen Prozesse und Wechselwirkungen im Klimasystem immer besser verstanden werden. In Abbildung 1 wird in Form eines Wirkungsgefüges

gezeigt, dass die einzelnen Teilsysteme der Wärme-Kraft-Maschine Erde, welche durch die Energie der Sonne angetrieben wird, durch Schwankungen der natürlichen und menschengemachten Antriebsfaktoren beeinflusst werden. Durch Wechselwirkungen zwischen den Teilsystemen des Klimasystems, u. a. verstärkt durch Resonanzeffekte, werden auch interne Schwankungen erzeugt, die wir insgesamt als Systemvariabilität bezeichnen. Gewisse Moden, welche insgesamt auf diese Variabilität zurückzuführen sind und über ein grosses Gebiet wirksam werden, allen voran das ENSO-Phänomen (El Niño – Southern Oscillation) und die Nordatlantische Oszillation (NAO), sind für Diagnose und Prognose des Klimas auf der interannuellen bis dekadischen Skala ebenfalls von herausragender Bedeutung. Die Ausprägung der Schwankungen oder Störungen der Antriebsfaktoren führt zusammen mit der in Abbildung 1 ebenfalls erwähnten Systemvariabilität zu Reaktionen in den Teilsystemen, deren Gesamtsumme schließlich die großräumigen Zirkulationsmuster und das lokale Wetter bestimmt.

Abb. 1:

Darstellung des Wirkungsgefüges zum globalen Klimawandel in der Form der Veränderungen des Strahlungsantriebes und der internen Systemdynamik, welche die Teilsysteme des Klimasystems beeinflussen. Dadurch entstehen typische Zirkulationsmuster und Wetterlagen als Elemente des Klimas.

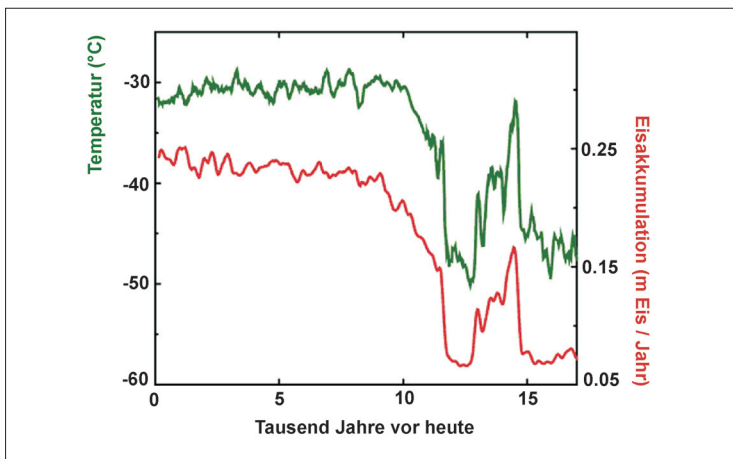


men. Das Integral dieser Reaktionen über Raum und Zeit ist das, was wir insgesamt als Klima bezeichnen.

2. Die Klimaschwankungen des Holozäns

Der Begriff des Holozäns bezeichnet die gegenwärtige Warmzeit seit der Erwärmung am Ende der letzten Eiszeit (Wanner et al. 2008). Der Beginn wird auf zirka 11'700 Jahre vor heute angesetzt. Wie Abbildung 2 zeigt, ist kurz vorher (um 12'800 Jahre vor heute) infolge des Abschmelzens der Eisschilder der Nordkontinente und der damit verbundenen Dämpfung der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks durch Schmelzwasserflüsse vom nordamerikanischen Festland nochmals ein über 1000 Jahre andauernder Kälterückfall eingetreten (heute als Jüngere Dryas bezeichnet). Danach erfolgte der Temperaturanstieg zum Holozän mehr oder weniger fließend. Bei der nun folgenden Beschreibung

Abb. 2:
Das Klima Zentralgrönlands während der letzten 17'000 Jahre, dargestellt anhand von rekonstruierten Kurven der Temperatur (grün) und der Eissakkumulation (rot; nach Alley et al. 1993).



der holozänen Klimadynamik werden wir nicht auf diese Übergangsphase relativ rascher Erwärmung eintreten, sondern uns auf die darauffolgende Periode der letzten 10'000 Jahre beschränken. Bei Betrachtung der beiden Kurven in Abbildung 2 fällt auf, dass während dieser Periode zwar Klimaschwankungen aufgetreten sind, dass jedoch kein deutlicher Trend sichtbar wird, und dass die Amplituden im Vergleich zu den Schwankungen zwischen den Glazial- und Interglazialzeiten relativ gering waren.

2.1. Die Antriebsfaktoren des holozänen Klimas

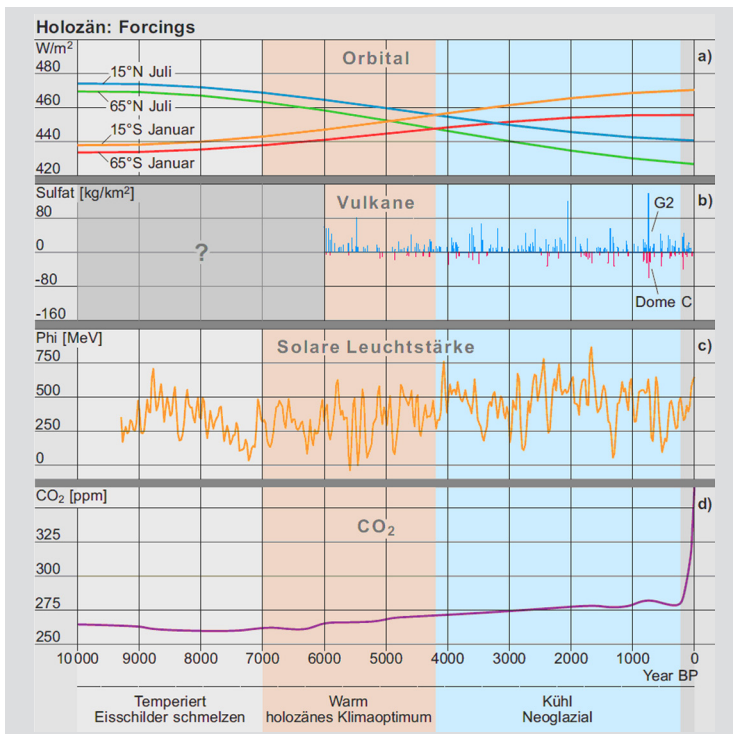
Aus Abbildung 1 kann abgeleitet werden, dass das Studium der langfristigen Klimaentwicklung von einer Betrachtung der zeitlichen Abfolge der wichtigen Antriebs- oder Störfaktoren ausgehen muss, welche zur Veränderung der Erdenergiebilanz geführt haben. Abbildung 3 zeigt deshalb die Zeitreihen der Schwankungen der vier wichtigsten Antriebs- oder Störfaktoren während der letzten 10'000 Jahre. Eine Konzentration auf die Sommerkurven der Insolation (Abb. 3a) macht deshalb Sinn, weil die absoluten Werte in dieser Jahreszeit deutlich höher liegen als im Winter. Die Kurven zeigen, dass die sommerliche Insolation im Frühholozän auf der Nordhalbkugel sehr hohe Werte aufwies. Zwischen 5000 und 4000 Jahren BP (before present; hier definiert als Kalenderjahre vor 1950 AD) kreuzen sich die Kurven, d.h. die Mitteltemperatur der Nordhemisphäre, welche aufgrund der grossen Kontinentalmasse besonders schnell auf Energiebilanzänderungen reagiert,

Abb. 3 (rechts):

Darstellung der vier wichtigsten Antriebs- und Störfaktoren des globalen Klimasystems während des Holozäns:

- a) Durch Orbitalbewegungen der Erde erzeugte Schwankungen der Insolation im Sommerhalbjahr der Nord- und Südhemisphäre auf 15 und 65° Nord bzw. Süd (Berger 1978);*
- b) Schwankungen der Vulkanaktivität, dargestellt anhand der SO_4^{2-} -Konzentrationen in einem Eisbohrkern der Antarktis und Grönlands (Crowley in Wanner et al. 2008);*
- c) Schwankungen der solaren Leuchtstärke, rekonstruiert anhand von ^{10}Be – Messungen an einem Eisbohrkern in Grönland (Steinhilber et al. 2009);*
- d) Geglättete Kurve der CO_2 -Konzentration (IPCC 2007).*

nimmt von diesem Zeitpunkt an bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts sukzessive ab. Die aufgrund der Sulfatdeposition in Grönland und in der Antarktis rekonstruierten großen tropischen Vulkaneruptionen (Abb. 3b) stellen nur einen groben Hinweis auf deren Einfluss auf die raumzeitliche Veränderung der globalen Energiebilanz dar (Timmreck et al. 2009). Immerhin darf spekuliert werden, dass die größte Dichte an massiven tropischen Vulkanausbrüchen in den letzten 1000 Jahren registriert wurde. Das Ereignis von 1259 AD führte absolut gesehen zum größten Sulfatniederschlag im Eis. Die Kurve der rekonstruierten solaren Irradianz oder Solaraktivität (Abb. 3c) zeigt eine stärkere Häufung von negativen Aktivitätsminima um 5700 bis 4800 BP. Neben einzelnen markanten Minima während des gesamten Holozäns ist in den letzten 1500 Jahren eine besonders starke Häufung zu erkennen.



2.2. Holozäne Klimaschwankungen auf der tausendjährigen Zeitskala

Die niederfrequenten holozänen Klimaschwankungen auf der tausendjährigen Zeitskala werden durch jene Antriebs- oder Störfaktoren bestimmt, welche in langen Zeiträumen große Änderungen aufweisen. Während des Holozäns betrifft dies vor allem die in Abbildung 3a dargestellten Schwankungen, welche durch die Orbitalelemente Exzentrizität der Erdbahn, Schiefe der Erdachse und Präzession bestimmt werden. Abgesehen von den Asymmetrien zwischen Nord- und Südhemisphäre, welche durch die unterschiedliche Bodenbedeckung und damit durch die unterschiedlichen Rückstreuverhältnisse des kurzwelligen Sonnenlichts (Albedoänderungen) verursacht werden, geht es im wesentlichen um eine hemisphärische Umverteilung der Energie, wobei das jeweilige Sommerhalbjahr quantitativ stark ins Gewicht fällt. Auf der Nordhemisphäre reduziert sich das Strahlungsangebot während der letzten 10'000 Jahre je nach geographischer Breite um 30 oder mehr $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, auf der Südhemisphäre ist ein entsprechender Gewinn zu verzeichnen. Die Kurven der Vulkan- und Solaraktivität (Abb. 3b und c) weisen vor allem höherfrequente Schwankungen im Bereich von Dekaden bis Jahrhunderten auf. Die CO_2 -Kurve schließlich zeigt neben einem langsamen, fast linear verlaufenden Anstieg, beginnend um 6200 Jahre vor heute, den bekannten Übergang zu einem exponentiellen Verlauf nach zirka 1750 AD. Ruddiman's Hypothese, wonach ein verstärkter Kohlendioxid- und Methananstieg aufgrund der veränderten Landnutzung bereits um 6000 Jahre vor heute maßgeblich den Klimawandel beeinflusst hat, wird nur von einer Minorität von Wissenschaftlern unterstützt (Ruddiman 2003).

Eine erste zeitliche Gliederung des Holozäns wurde von den skandinavischen Wissenschaftlern Axel Blytt und Rutger Sernander vorgenommen. Aufgrund von Studien in Mooren und der Analy-

se von pflanzlichen Makro- und Mikrofossilien nahmen sie eine Einteilung in die fünf klassischen Chronozonen Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum vor und teilten diesen Phasen einen Klimacharakter zu (Mangerud et al. 1974). Aus einer mehr dynamischen Sicht möchte ich anhand von Abbildung 3 eine Einteilung in vier Phasen vorschlagen:

- Phase 1 (11'700–7000 Jahre vor heute): Temperiertes Klima mit starker Sommereinstrahlung auf der Nordhemisphäre, schmelzenden Eisschildern und einem stark ansteigenden Meeresspiegel.
- Phase 2 (7000–4200 Jahre vor heute): Holozänes Klimaoptimum (auch Hypsithermal oder Antithermal genannt); gemäßigtes bis sehr warmes Klima mit starkem Rückschmelzen des Eises, insbesondere auch der Gebirgsgletscher.
- Phase 3 (4200 Jahre vor heute bis zirka 1750 AD): Neoglazial, d.h. zunehmend Abkühlung mit Schwerpunkt auf der Nordhemisphäre (Denton und Karlén 1974).
- Phase 4 (1750 AD – Gegenwart): Progressive Erwärmung auf der ganzen Erde.

In Abbildung 4 wurden aufgrund von Zeitreihen aus natürlichen Klimaarchiven schematisch die wichtigsten Veränderungen des Klimas auf der globalen Skala zwischen 6000 Jahren vor heute und der vorindustriellen Zeit um 1700 AD dargestellt (Wanner et al. 2008). Dabei kommt der oben erwähnten Umverteilung der solaren Einstrahlungsenergie von der Nord- auf die Südhemisphäre eine prioritäre Bedeutung zu. Die zunehmende Abkühlung der Nordkontinente im borealen Sommer führte zu einer Reduktion der Temperaturdifferenz zwischen den träg reagierenden und somit kühleren tropischen Ozeanen und den Hitze Polen über dem südlichen Nordamerika, der Sahara und den asiatischen Wüstengebieten. Dies wiederum bewirkte eine Südverschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und eine starke Abschwä-

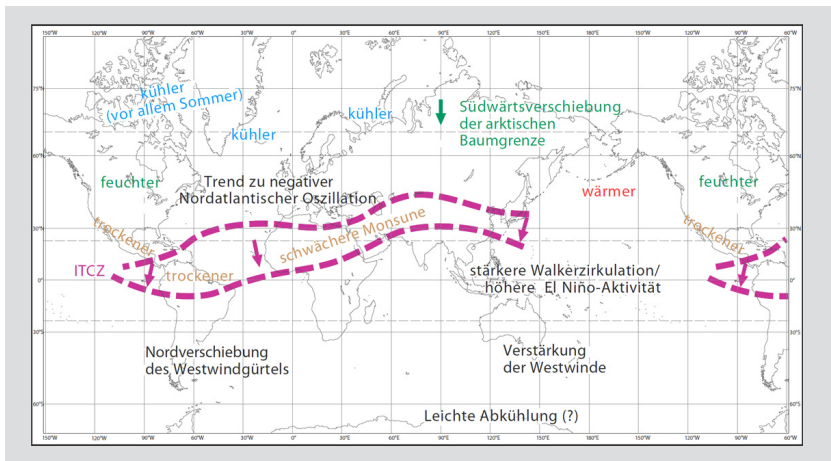


Abb. 4:

Wichtigste Veränderungen des Klimas auf der globalen Skala zwischen 6000 Jahren vor heute und der vorindustriellen Zeit um 1700 AD (Wanner et al. 2008).

chung der Sommermonsune. Damit verbunden war auch eine Südverschiebung der arktischen Baumgrenze sowie des Gürtels der borealen Nadelwälder. Die nur in geringer Zahl vorhandenen Indizien der Südhemisphäre deuten in der genannten Zeitperiode auf eine verstärkte Walkerzirkulation, auf stärkere Westwinde sowie auf eine Abkühlung der Ostantarktis hin (Abb. 4).

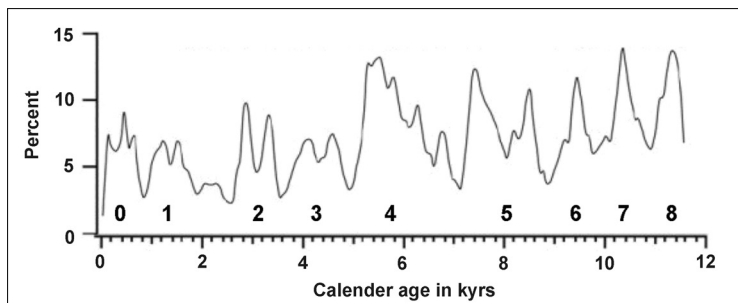
2.3. Holozäne Klimaschwankungen auf der dekadischen bis mehrhundertjährigen Zeitskala

Die Betrachtung langer Klimazeitreihen zeigt, dass die niederfrequenten Klimaschwankungen von höherfrequenten Wechseln zwischen warm und kalt bzw. trocken und feucht überlagert werden. Die Erklärungsansätze zu diesen Klimaschwankungen mit einer Periodenlänge von Dekaden bis Jahrhunderten sind nach wie vor mangelhaft. Mein prominenter Vorgänger Eduard Brückner hatte aufgrund der statistischen Analyse von Niederschlägen und Seespiegelschwankungen von einer 35jährigen Klimaperi-

ode mit einem Wechsel zwischen feucht-kalt und trocken-warm gesprochen (Brückner 1890). Die Diskussion über holozäne Klimaschwankungen wurde von Denton und Karlén (1973) neu angestoßen, welche, basierend auf Gletscherstudien in Nordamerika, alternierende Vorstoß- und Rückzugsphasen mit einer Periodenlänge von 1750 Jahren beschrieben. Dabei fanden sie drei besonders starke Vorstoßphasen um 5300, 2800 und 200–350 Jahre vor heute. Zahlreiche neuere Untersuchungen sind zurückzuführen auf die Arbeiten von Bond et al. (1997, 2001), welche aufgrund von petrologischen Tracern für Drifteis im Nordatlantik für das gesamte Holozän einen zirka 1500jährigen Klimazyklus (Bondzyklus) postulierten. Sie stellten die Hypothese auf, dass diese Zyklen das holozäne Äquivalent zu den pleistozänen Dansgaard-Oeschger-Zyklen darstellen könnten (Alley 2005). Abbildung 5 zeigt die prozentuale mittlere Konzentration von Hämatitikörnern, ermittelt mit Hilfe von vier verschiedenen Sedimentbohrkernen des Nordatlantiks. Bond et al. (1997, 2001) unterscheiden insgesamt 9 Zyklen (Nummern 1–8) mit kühlerem Klima und nach Süden driftenden Eisbergen. O'Brien et al. (1995) interpretierten diese Kälterückfälle auch als Folgeerscheinung einer periodischen Südwärtsausdehnung der kalten polaren Bodenantizyklone und

Abb. 5:

Prozentuale mittlere Konzentration von Hämatitikörnern, ermittelt mit Hilfe von vier verschiedenen Sedimentbohrkernen des Nordatlantiks (nach Bond et al 2001; aus Wanner und Bütikofer 2008). Die fett eingetragenen Nummern bezeichnen die 9 Bondzyklen des Holozäns.



der damit verbundenen Zunahme von meridionalen Kaltluftausbrüchen nach Mitteleuropa.

Von allgemeinem Interesse ist die Frage, auf welche Prozesse die Kälterückfälle und die dazwischen liegenden wärmeren Zwischenphasen zurückzuführen sind und welche räumliche Ausdehnung diese Ereignisse hatten. Bond et al. (1997, 2001) hatten zusammen mit andern Autoren (siehe Wanner und Bütikofer 2008) die Hypothese geäußert, dass die Kälterückfälle des Holozäns in erster Linie auf Einbrüche in der Solaraktivität und mögliche Wechselwirkungen mit der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik zurückzuführen sind. Neuere Untersuchungen zeigen jedoch, dass die Verhältnisse komplexer liegen, und dass die holozänen Klimaschwankungen mit hoher Wahrscheinlichkeit durch unterschiedliche Prozesse verursacht wurden. Bereits der Anblick von Abbildung 5 zeigt, dass nicht von einer strikten Periodizität von zirka 1500 Jahren gesprochen werden kann. Es dürfte deshalb Sinn machen, wenn wie in Abbildung 3 (unten) von einer zeitlichen Verteilung des Holozäns ausgegangen wird.

In der ersten Phase herrschte auf der Nordhemisphäre eine starke sommerliche Sonneneinstrahlung, welche zu einem raschen Abschmelzen der dortigen Eisschilder beitrug. Aufgrund der vorhandenen Studien darf die Hypothese aufgestellt werden, dass die Kälterückfälle zwischen 11'700 und 7000 Jahren vor heute zumindest teilweise als Folge massiver Schmelzwasserflüsse auftraten, welche eine Dämpfung der Tiefenwasserbildung und damit der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik herbeiführten. Insbesondere das in vielen natürlichen Archiven klar sichtbare Ereignis um 8200 Jahre vor heute wird von verschiedenen Autoren auf einen Schmelzwasserpuls aus dem Gebiet des laurentidischen Eisschildes zurückgeführt (Barber et al. 1999), wobei nicht auszuschließen ist, dass eine hohe solare Aktivität zur Verstärkung des Abschmelzprozesses beigetragen hat. Rohling und Pälike (2005)

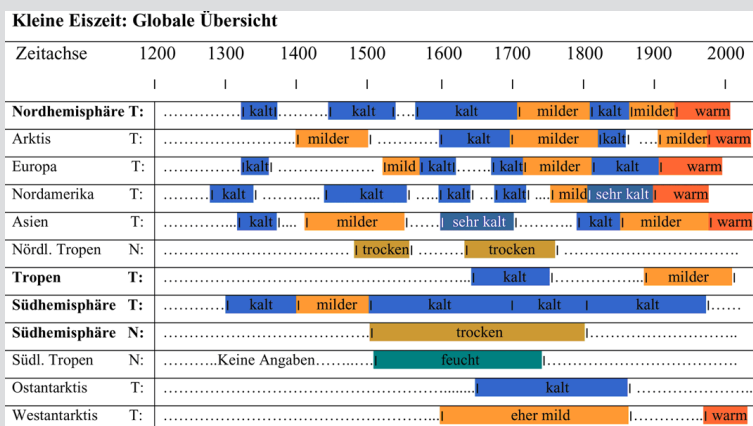
haben zudem gezeigt, dass dieses Signal in vielen Gebieten zumindest der Nordhemisphäre spürbar war und im Zusammenhang mit einer reduzierten Nordwärtsverschiebung der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) auch zu einer Abschwächung der nordhemisphärischen Sommermonsune, jedoch zu einer Verstärkung des Südamerika-Sommermonsuns führte (Cheng et al. 2009).

Die zweite Phase des sogenannten holozänen Klimaoptimums zwischen 7000 und 4200 Jahren vor heute (Abbildung 3) war gekennzeichnet durch relativ hohe Temperaturen in den nordhemisphärischen Außertropen und, damit verbunden, eine relativ hohe Aktivität der dortigen Sommermonsune (Mayewski et al. 2004, Wanner et al. 2008). Leider besitzen wir für diese Phase noch wenig Informationen über den Zustand des arktischen Meereises und die Meeresoberflächentemperaturen (SST) der tropischen Ozeane, beides wichtige Komponenten für die Diagnose des Klimasystems. Bennike (2004) berichtet, dass aufgrund der höheren SST's angenommen werden muss, dass die Ausdehnung des Meereises zwischen 7300 und 3700 Kalenderjahren vor heute geringer war. Die Frage stellt sich, welche Prozesse in diesem Zeitraum zu einem Kälterückfall führen konnten, wie er zum Beispiel um 6000–6300 Kalenderjahre vor heute aufgetreten ist. Neben einem Temperaturrückgang in Grönland und reduzierten Niederschlägen in Finnland weisen verschiedene Proxydaten im tropischen Afrika und Südamerika für diesen Zeitraum insgesamt auf ein kühles und trockenes Klima hin (Grob 2009). Zudem haben Abram et al. (2009) gezeigt, dass die Dynamik des Indo-Pazifischen-Warmpools (IPWP), welcher sozusagen den Wärmeofen unseres Globus darstellt, auch bei diesem 6.2 ka Ereignis eine entscheidende Rolle gespielt hat. Sie weisen auch darauf hin, dass zusammen mit einer südwärts gerichteten Verlagerung dieses IPWP und damit auch der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) eine markante Abschwächung des asiatischen Sommermonsuns einherging.

Die dritte Phase umfasst die Jahre zwischen zirka 4200 Jahren vor heute und der vorindustriellen Zeit um 1860 AD. Sie war gekennzeichnet durch den starken Rückgang der erdbahnbedingten Sonneneinstrahlung im Nordsommer. Zumindest im Raum Nordatlantik-Europa sind vier markante Kälterückfälle um zirka 4600–4000 und 3400–2800 Kalenderjahre vor heute, sowie um 450–800 und 1350–1860 AD eingetreten. Insbesondere die letzten zwei Kälterückfälle der Völkerwanderungszeit sowie der Kleinen Eiszeit sind durch markante Gletschervorstöße in den europäischen Alpen belegt (Holzhauser et al. 2005). Renssen et al. (2006) haben anhand einer Simulation mit einem Modell mittlerer Komplexität gezeigt, dass die abnehmende sommerliche Sonneneinstrahlung in der Nordhemisphäre im späten Holozän sozusagen die „Kulisse“ oder die Vorbedingung für solche Kälterückfälle geliefert hat. Sie postulieren, dass die anwachsende Ausdehnung des arktischen Meereises möglicherweise zu einer starken Dämpfung der Tiefenkonvektion im Nordatlantik und somit zu einer Abnahme

Abb. 6:

Anomalien von Temperatur und Niederschlag in verschiedenen Regionen der Erde, dargestellt anhand einer Literaturrecherche (Widmer 2008). Punktierte Linien entsprechen in etwa dem langjährigen Mittel.



des nordwärts gerichteten Wärmetransportes geführt hat. Allerdings wurden nicht nur zwischen den vier oben erwähnten Kühlperioden von mehreren hundert Jahren wärmere Verhältnisse registriert. Auch diese Kühlphasen waren zeitweise von wärmeren Phasen mit einer Länge von mehreren Jahrzehnten unterbrochen. Abbildung 6 zeigt den Versuch, diese Dynamik raumzeitlich für die Kleine Eiszeit darzustellen. Insgesamt lassen sich während der Kleinen Eiszeit zwei wärmere Perioden um 1500 und vor 1800 AD erkennen. Abgesehen von der natürlichen Klimavariabilität, welche ebenfalls zu entsprechenden Schwankungen führen kann, dürfte der natürliche Strahlungsantrieb auch bei diesen Schwankungen eine wichtige Rolle gespielt haben.

Das Beispiel der Kleinen Eiszeit zeigt, dass nicht nur Einbrüche der solaren Leuchtstärke (Wolf, Spörer, Maunder, Dalton Minima) registriert wurden, sondern dass diese oft zusammen mit Gruppen von massiven tropischen Vulkaneruptionen auftraten. Typische Beispiele sind die Phasen um 1600 oder nach 1809. Interessant ist zudem, dass die Solaraktivität während der oben erwähnten wärmeren Phasen um 1500 oder vor 1800 keine Einbrüche zeigt, und dass starke tropische Vulkanereignisse praktisch ausblieben. Die oft genannte Zeit des Maunder Minimums von 1645–1715 AD wies zumindest im Raum Nordatlantik-Europa extrem tiefe Temperaturen auf (Luterbacher et al. 2001). Möglicherweise war dies die Kältephase mit den tiefsten Temperaturen seit dem massiven Kälterückfall um 8200 Jahre vor heute.

Die vierte Phase umfasst gemäß Abbildung 3 lediglich einen Zeitraum von zirka 200 Jahren. Sie ist gekennzeichnet durch den zunehmenden Einfluss der Industrialisierung, hier dargestellt durch das exponentielle Wachstum der CO₂-Konzentration. Angesichts der Entwicklung der natürlichen Antriebsfaktoren des Klimas muss die wichtige Frage gestellt werden, ob wir ohne die anthropogenen Einflüsse durch Treibhauseffekt, Aerosole und Oberflä-

chenveränderungen nach wie vor im Modus der Kleinen Eiszeit stecken würden.

3. Der Einfluss des Klimas auf 10'000 Jahre Menschheitsgeschichte

Über den Einfluss des Klimas auf Gesellschaften ist oft spekuliert worden. Wer dies tut, unterliegt sehr rasch der Gefahr des Klimadeterminismus, d.h. gesellschaftliche Veränderungen werden einzig und allein auf das sich verändernde Klima zurückgeführt. Costanza et al. (2007) zeigen, dass einfache deterministische Ansätze nicht ausreichen, um das Problemfeld zwischen Umweltstress und sozialen Veränderungen auszuleuchten. Insbesondere ist zu beachten, dass durch die Reaktion von Gesellschaften im Mensch-Umwelt-System eine ganze Reihe von Wechselwirkungen erzeugt werden, welche ihrerseits wieder auf dieses System zurückwirken (Pfister und Summermatter 2004). Nur eine genaue Beobachtung der Natur- und Sozialsysteme über eine längere Zeit kann klare Antworten liefern. In diesem Aufsatz soll nur sehr knapp auf einige Aspekte der Reaktion von Gesellschaften auf massive Klimaänderungen eingegangen werden. Zu diesem Themenbereich wurde eine grössere Zahl von Monographien publiziert (z.B. Le Roy Ladurie 1971, Fagan 1999, Diamond 2005). Einzelne Werke befassten sich auch mit Katastrophenereignissen wie zum Beispiel die im Gilgamesch-Epos oder in der Bibel beschriebene große Flut (Ryan und Pitman 1998).

In Abbildung 7a wird eine Reihe von Faktoren dargestellt, welche insgesamt die Entwicklung von Gesellschaften beeinflussen können. Sie zeigt, dass stets mehrere Faktoren gleichzeitig eine destabilisierende Wirkung entfalten können. Das Klima stellt somit nur eine dieser Einflussgrößen dar. Es kann nur dann eine dominante Wirkung erzeugen, wenn eine extreme Ausprägung (Kälte,

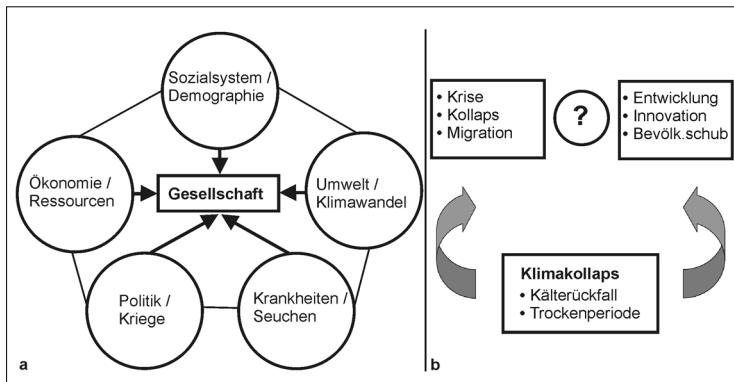


Abb. 7:
Vereinfachte Darstellung einer möglichen Beeinflussung von menschlichen Gesellschaften durch das Klima. a) Mögliche Faktoren, welche eine Gesellschaft beeinflussen können. b) Mögliche Wirkungen eines Klimakollapses.

Trockenheit) über einen längeren Zeitraum andauert. Kurzzeitige Katastrophenereignisse wie Stürme, Starkniederschläge oder Winterfrost sind nur dann von großer Bedeutung, wenn sie ganze Volkswirtschaften großräumig und wiederholt mit massiver Wirkung erfassen. Ganz allgemein stellt sich auch die Frage, welche Wirkung ein bestimmter Klimakollaps, sei es der Rückgang der Temperatur oder des Niederschlages über Jahrzehnte bis Jahrhunderte, überhaupt entfalten kann. Gemäß Abbildung 7b sind sowohl positive als auch negative Wirkungen denkbar. Eine langfristige Reduktion der Temperatur oder des Niederschlages kann infolge verminderter Wasser- und Nahrungsressourcen zum demographischen Kollaps oder zur Migration führen, ein Phänomen, das nicht zuletzt auch im Zusammenhang mit dem gegenwärtigen globalen Klimawandel diskutiert wird. Möglich ist jedoch auch, dass solche Ereignisse zu technischen Innovationsschüben führen, welche ihrerseits die Entwicklung von Gesellschaften fördern und in einzelnen Fällen sogar zu Bevölkerungsschüben führen können.

Anhand von Tabelle 1 wurden einige Ereignisse aufgelistet, welche im hier diskutierten Zeitraum von 10'000 Jahren zumindest teil-

weise auf einen starken bis extremen Klimawandel zurückgeführt werden konnten. Dabei erstaunt nicht, dass es sich in den hohen Breiten vor allem um Kälterückfälle und in den Außertropen oder Subtropen in erster Linie um Kollapserscheinungen handelt, welche aufgrund einer rasch zunehmenden Aridität auftraten. Beim Studium der Quellen entsteht zudem der Eindruck, dass die durch Trockenheit hervorgerufenen Kollapserscheinungen zum Teil recht rasch abgelaufen sind. Die Dynamik, welche zu den Kälterückfällen der letzten 4000 Jahre geführt hat, ist recht komplex

Ort	Zeitraum	Gesellschaft / Vorgang	Grund des Kollapses	Zitat
Zentralchina	Um 4200 bis 3600 Jahre vor heute	Kollaps neolithischer Kulturen	Abschwächung des Sommermonsuns	Wenxiang et al. 2004, An et al. 2005
Mesopotamien	Um 4170 Jahre vor heute	Akkadisches Reich	Trockenkollaps	Weiss et al. 1993
Europa und Westasien	Ca. 375–568 AD	Europäische Völkerwanderung	Beeinflusst durch Klimaver-schlechterung	Rosen 2009
Küstengebiet von Nordperu	Um 600 AD	Mochica-Kultur	Längere Dürrezeit, Versandung	deMenocal 2001
Halbinsel Yucatán	Ca. 750–900 AD	Niedergang der klassischen Mayakultur	Trockenkatastrophe	Gill 2000, deMenocal 2001
Skandinavien-Grönland	Ca. 800–1050 AD	Wikingerzüge, Erschließung Grönlands	Starke Beeinträchtigung durch Kälteeinbrüche	Hall 2007
Raum Titicacasee	Um 1100 AD	Niedergang der Tiwanaku- (Prä-Inka-) Kultur	Zunehmende Aridität	deMenocal 2001
Kalifornien	Ca. 1110–1350 AD	Lokale Bevölkerungsschwankung	Zwei extreme Trockenperioden	Stine 1994
Südwesten der USA	Um 1280 AD (Dauer: 26 Jahre)	Kollaps der Anasazi-(Indianer-) Kultur	Trockenheit als destabilisierender Faktor	deMenocal 2001

Tab. 1:

Liste von gesellschaftlichen Veränderungen oder Kollapserscheinungen bei traditionellen Kulturen, welche zumindest teilweise durch einen markanten Klimawandel ausgelöst wurden.

(Wanner et al. 2008). Ein wesentlicher Faktor war sicher der durch Erdbahnschwankungen bedingte Rückgang der Sonneneinstrahlung im Sommer auf der Nordhemisphäre. Dieser schaffte sozusagen die Voraussetzungen für vier größere Kälterückfälle um 4200, 2800 und 1400 (Völkerwanderungs-Kaltzeit) Jahre vor heute sowie während der Kleinen Eiszeit von 1350 bis 1860 AD. Als interessant erweist sich zudem die Tatsache, dass der Kälterückfall um 4200 Jahre vor heute, welcher insbesondere Nordeuropa erfasste, im Bereich des mittleren Ostens und im Einflussbereich des indischen Sommermonsuns zu extremer Trockenheit führte (deMenocal 2001, Wanner et al. 2008).

4. Schlussfolgerungen

Die Amplitude der Klimaschwankungen des Holozäns war erwartungsgemäß deutlich kleiner als jene der Glazial-Interglazial-Schwankungen. Auf der tausendjährigen Zeitskala führte die während des Holozäns fortschreitende sonnenbahnbedingte Abnahme der solaren Einstrahlung im nordhemisphärischen Sommer nicht nur zu einem Temperaturrückgang in diesem Gebiet. Damit verbunden war insbesondere eine Abnahme der Temperaturdifferenz zwischen den tropischen Ozeanen und den kontinentalen Wärmepolen über dem afroasiatischen Festland. Dies wiederum führte zu einer Abschwächung der dortigen Monsunsysteme.

Im dekadischen bis hundertjährigen Skalenbereich traten quasiperiodische Schwankungen zwischen wärmeren und kälteren Klimazuständen auf. Im Raum Nordatlantik-Europa ließen sich gemäß Bond et al. (1997 und 2001) zirka neun Kälterückfälle unterscheiden. Einzelne Ereignisse wie der Kälterückfall um 8200 Jahre vor heute oder die Kleine Eiszeit von 1350 bis 1860 AD waren möglicherweise von globalem Ausmaß. Ein einheitlicher Prozess dürfte jedoch nicht verantwortlich gewesen sein. Zudem dürften auch

Einflüsse der natürlichen Klimavariabilität mitgespielt haben. Die frühen Kältepulse waren in erster Linie eine Folge von Schmelzwasserausbrüchen aus dem Gebiet des laurentidischen Eisschildes, welche zu einer Dämpfung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik führten. Die vier späten Ereignisse des sogenannten Neoglazials wurden, abgesehen von der erdbahnbedingten Abkühlung der Nordhemisphäre im Sommer, wahrscheinlich durch eine Abnahme der Solaraktivität hervorgerufen, wobei unterstützend auch die Einflüsse massiver tropischer Vulkaneruptionen mitwirkten.

Die Gesellschaften haben sehr unterschiedlich auf Gunst- oder Ungunstphasen reagiert. Kälterückfälle oder lang anhaltende Trockenperioden wurden zu verschiedenen Zeiten an verschiedenen Orten der Erde beobachtet. Langanhaltende Temperatureinbrüche führten vor allem in den hohen Mittelbreiten der Nordkontinente zu starken Einbrüchen in der landwirtschaftlichen Produktion und teilweise zu Migrationsströmen in Richtung des wärmeren Südens. In den Trockengebieten Asiens, Afrikas sowie in Nord- und Südamerika führte das längerfristige Ausbleiben von Niederschlägen zur Migration oder im Extremfall zum Untergang von Kulturen. Allerdings wird von zahlreichen Autoren betont, dass klimatische Extremereignisse sehr oft auch zu einer verstärkten Innovation und somit zu deutlichen Entwicklungsschüben geführt haben.

Verdankung

Ich bedanke mich herzlich: Bei Frau Prof. Dr. Mayke Wagner und bei Herrn PD Dr. Pavel Tarasov für Ideen, welche zur Abfassung von Kapitel 3 geführt haben, und bei Alex Hermann und Eva Baumgartner für die Mithilfe bei der Herstellung der Graphiken.

Literaturverzeichnis

- Abram, N.J., H.V. McGregor, M.K. Gagan, W.S. Hantoro und B.W. Suwargadi, 2009. Oscillation in the southern extent of the Indo-Pacific Warm Pool during the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28, 2794–2803.
- Alley, R.B., 2005. Abrupt climate changes, oceans, ice, and us. *Oceanography* 17, 194–204.
- Alley, R.B., D.A. Meese, C.A. Shuman, A.J. Gow, K.C. Taylor, P.M. Grootes, J.W.C. White, M. Ram, E.D. Waddington, P.A. Mayewski und G.A. Zielinski, 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* 362, 527–529.
- An, C.-B., L. Tang, L. Barton und F.-H. Chen, 2005. Climate change and cultural response around 4000 cal yr B.P. in the western part of Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research* 63, 347–352.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate changes. *Journal of Atmospheric Sciences* 35, 2362–2367.
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. de Menocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas und G. Bonani, 1997. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 294, 2130–2136.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M.N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas und G. Bonani, 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 278, 1257–1266.
- Brückner, E., 1890. Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. *Pencks Geographische Abhandlungen* 4.
- Cheng, H., D. Fleitmann, R.L. Edwards, X. Wang, F.W. Cruz, A.S. Auler, A. Mangini, Y. Wang, X. Kong, S.J. Burns und A. Matter, 2009. Timing and structure of the 8.2 ky event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records from stalagmites from China, Oman and Brazil. *Geology* 37, 1007–1010.
- Costanza, R., L.J. Graumlich, W. Steffen, C.L. Crumley, J.A. Dearing, K. Hibbard, R. Leemans, C. Redman und D. Schimel, 2007. Sustainability or Collapse: What can we learn from integrating the history of humans and the rest of nature. *Ambio* 36, 522–527.
- deMenocal, P., 2001. Cultural response to climate change during the late Holocene. *Science* 292, 667–673.
- Denton, G.H. und W. Karlén, 1973. Holocene climatic variations – Their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3, 155–205.
- Diamond, J., 2005. *Collapse. How societies choose to fail or succeed*. Viking, New York.

- Fagan, B., 1999. Floods, famines and emperors. Basic Books, New York.
- Gill, R.B., 2000. The great Maya droughts: Water, life, and death. University of Mexico Press, Albuquerque.
- Grob, C., 2009. Holocene climate variability: A proxy based statistical overview. Masterarbeit, Universität Bern, 61 S.
- Hall, R., 2007. Exploring the World of the Vikings. Thames and Hudson.
- Holzhauser, H., M. Magny, und H.J. Zumbühl, 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor und H.L. Miller, eds. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- Le Roy Ladurie, E., 1971. Times of feast, times of famine: A history of climate since the year 1000. Doubleday & Co., New York.
- Luterbacher, J., R. Rickli, E. Xoplaki, C. Tinguely, C. Beck, C. Pfister und H. Wanner, 2001. The Late Maunder Minimum (1675–1715) – A Key Period for Studying Decadal Scale Climatic Change in Europe. *Climatic Change* 49, 441–462.
- Mangerud, J., S.T. Andersen, B.E. Berglund, J.J. Donner, 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- Mayewski, P.A., E.E. Rohling, J.C. Stager, W. Karlén, K.A. Maasch, L.D. Meeker, E.A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R.R. Schneider und E.J. Steig, 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- Pfister, C. und S. Summermatter (Hrsg.), 2004. Katastrophen und ihre Bewältigung. Perspektiven und Positionen. Berner Universitäts-schriften 49, Bern.
- Renssen, H., H. Goosse und R. Muscheler, 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past* 2, 79–90.
- Rohling, E.J. und H. Pälike, 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8'200 years ago. *Nature* 434, 975–979.
- Rosen, K., 2009. Die Völkerwanderung. C.H. Beck, München (4. Aufl.).
- Ruddiman, W.F., 2003: The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change* 61, 261–293.
- Ryan, W. und W. Pitman, 1998. Noah's Flood: The new scientific discoveries about the event that changed history. Simon & Schuster, New York.

- Steinhilber, F., J. Beer und C. Fröhlich, 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, doi:10.1029/2009GL040142.
- Stine, S., 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during Mediaeval time. *Nature* 369, 546–549.
- Timmreck, C., S.J. Lorenz, T.J. Crowley, S. Kinne, T.J. Raddatz, M.A. Thomas und J. Jungclaus, 2009. Limited temperature response to the very large AD 1258 volcanic eruption. *Geophysical Research Letters* 36, doi:10.1029/2009GL040083.
- Wanner, H., J. Beer, J. Büttikofer, T.J. Crowley, U. Cubasch, J. Flückiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J.O. Kaplan, M. Küttel, S.A. Müller, I.C. Prentice, O. Solomina, T.F. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner und M. Widmann, 2008. Mid- to late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.
- Wanner, H. und J. Büttikofer, 2008. Holocene Bond cycles: Real or imaginary? *Geografie* 113, 338–350.
- Weiss, H., M.A. Courty, W. Wetterstrom, F. Guichard, L. Senior und A. Curnow, 1993. The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization. *Science* 261, 995–1004.
- Wenxiang, W. und L. Tungsheng, 2004. Possible role of the „Holocene Event 3“ on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China. *Quaternary International* 117, 153–166.
- Widmer, R., 2008. Globales Ausmass und Ursachen der Kleinen Eiszeit. Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Bern.

Heinz Wanner

Geboren 1945 in Biel (Schweiz) ist Professor für Klimatologie und Meteorologie am Geographischen Institut und Präsident des Oeschger-Zentrums für Klima- und Klimafolgenforschung an der Universität Bern.

1961–65 Lehrerseminar Hofwil-Bern.

1965–68 Tätigkeit als Primarlehrer.

1968–71 Universität Bern, Ausbildung zum Sekundarlehrer.

1971–74 Universität Bern, Geographiestudium (Schwerpunkt Klimatologie).

1974–78 Universitäten Bern und Grenoble, Doktorat in Naturwissenschaften.

1978–80 Universität Bern, Forschungsassistent Klimatologie und Meteorologie.

1981–82 Postdoc, Colorado State University Fort Collins (Colorado, USA), Department of Atmospheric Science.

1982 Stellvertretender Operationsleiter (GARP ALPEX Subprogramm).

1983–88 Dozent an der Universität Bern (Leiter Forschungsgruppe Klima).

1985 Habilitation, Universität Bern (Grenzschicht- und Stadtklimatologie).

1986 Angebot von zwei Lehrstühlen (Universitäten München und Basel).

1988 Professor am Geographischen Institut der Universität Bern.

1990–94 Leitungsmitglied des Nationalen Forschungsprogrammes POLLUMET.

1992–96 Direktor des Geographischen Instituts Bern

1994 Leiter des europäischen Ozonexperimentes Heilbronn-Neckarsulm.

1996–97 Gastprofessor an der University of Canterbury, Christchurch, Neuseeland.

1998 ff. Gastaufenthalte an verschiedenen Forschungszentren.
2001–08 Direktor des Nationalen Forschungsschwerpunktes Klima.

Auszeichnungen/Mitgliedschaften

- Gewinner des Vautrin Lud Preises (inoffizieller Nobelpreis für Geographie).
- Ehrenmitglied der Schweizerischen Akademie für Naturwissenschaften.
- Träger der Ehrenmedaille der Maszaryk Universität Brünn.
- Präsident ProClim (Forum für Klima und Global Change der Schweizerischen).
- Akademie für Naturwissenschaften; 1995–2002.
- Präsident OcCC (Beratungsorgan der Schweizer Regierung für Klimafragen; 1996–1998).
- Co-chair des internationalen PAGES (Past Global Changes) Programmes.

Ausgewählte Publikationen

Monographien:

- Wanner H. und U. Siegenthaler (Eds.), 1987: Long and short term variability of climate. Springer Verlag Berlin, 160 S..
- Wanner, H. (Ed.), 1991: Studie Biel – Klima und Luftverschmutzung einer Schweizer Stadt. Verlag Paul Haupt Bern, 460 S..
- Wanner, H., D. Gyalistras, J. Luterbacher, R. Rickli, E. Salvisberg und C. Schmutz, 2000: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 285 S..

Zeitschriftenbeiträge

- Wanner, H., T. Künzle, U. Neu, B. Ihly, G. Baumbach und B. Steisslinger, 1993: On the dynamics of photochemical smog over the Swiss Middleland – results of the first POLLUMET field experiment. Meteorol. Atmos. Phys., 51, 117–138.
- Wanner, H., E. Salvisberg, R. Rickli und M. Schüepp, 1998: 50 years of Alpine Weather Statistics. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 7, 99–111.
- Wanner, H., S. Brönnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schmutz, D.B. Stephenson und E. Xoplaki, 2001: North Atlantic Oscillation Concepts and Studies. Surv. in Geophysics, 22 (4), 321–381.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner, 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500, Science, 303, 1499–1503.
- Wanner, H., J. Beer, J. Bütikofer, T. Crowley, U. Cubasch, J. Flückiger, J., Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J.O. Kaplan, M. Küttel, S. Müller, I.C. Prentice, O. Solomina, T.F. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner und M. Widmann, 2008: Mid- to Late Holocene climate change: an overview, Quaternary Sci. Rev., 27, 1791–1828.